

بررسی توالی پوسته‌ای درونی افیولیتی قره‌قلی - باغ‌جر، شمال خاوری سبزوار

مرتضی خلعت‌بری جعفری^{۱*}، مجتبی میرزایی^۲ و محمدرضا جان‌ناری^۳

^۱ استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲ کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳ دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۹/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۳/۱۶

چکیده

توالی پوسته‌ای درونی (پلوتونیک) رخنمون یافته در محدوده شمال قره‌قلی - باغ‌جر جزئی از افیولیت سبزوار است که در کناره شمالی خرده‌قاره ایران مرکزی برونزد دارد. این توالی دربردارنده الیون گابرو و پیروکسن گابرو با ویژگی‌های کومولیتی، گابرو توده‌ای، گابرو فولیه و کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی است که توسط نفوذی‌های (اینتروزون‌های) ورلیتی، توده‌های کوچک، دایک‌ها و رگه‌های پگماتیت گابرو و پلاژیوگرانیت قطع شده‌اند. این توالی قابل مقایسه با بخش‌های بالایی گابروها در کمپلکس‌های افیولیتی شناخته شده هستند. این سنگ‌ها قطعه و برش (اسلایس) بزرگ زمین‌ساختی را تشکیل داده که روی پریدوتیت‌های سربانتینیتی رانده شده و یا این که به صورت زمین‌ساختی در زیر آنها قرار گرفته‌اند. گابروهای کومولیتی به صورت تدریجی به گابروهای ایزوتروپ تبدیل شده‌اند و این گابروها نیز به صورت عادی به کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی تغییر یافته‌اند. اندازه‌گیری‌های ساختاری از لایه‌بندی ماگمایی و آزیموت دایک‌های دیابازی ورقه‌ای، نفوذی‌های ورلیتی پگماتیت گابرو و پلاژیوگرانیت نشان از راستای خاوری - باختری در شمال قره‌قلی و راستای شمالی - جنوبی در جنوب باختری سلیمانیه دارد که معرف تشکیل پوسته اقیانوسی در پهنه‌های خردشدگی اقیانوسی است. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که بافت‌های مزوکومولا و هتراد کومولا فراوان بوده‌اند که معرف حجره‌های ماگمایی با سیستم باز در محیط‌های فرفروانش هستند. روند تبلور کانی‌ها در گابروها به صورت الیون - پلاژیوکلاز - کلینوپیروکسن ± ارتوپیروکسن - کلینوپیروکسن ± ارتوپیروکسن - پلاژیوکلاز - آمفیبول (شبه کمان) است. بافت‌های میکروسکوپی مزوکومولا و هتراد کومولا چیره هستند که معرف حجره‌های ماگمایی باز در پهنه‌های فرفروانش است. بررسی تجزیه‌های شیمیایی نشان از گوناگونی ترکیبی نمونه‌ها دارد، به گونه‌ای که نمودارهای عنکبوتی دارای تهی‌شدگی از Nb و غنی‌شدگی از LREE هستند. ویژگی‌های تیتان پایین، قرارگیری در حوضه‌های کومولیتی و غیر کومولیتی مرتبط با کمان‌ها، جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی (تکتونوماگماتیک) جزایر کمانی تا مورب، همگی نشان از منشأ فرفروانش این سنگ‌ها در طی دوره کرتاسه بالایی دارد.

کلیدواژه‌ها: گابرو، کومولا، مزوکومولا، هتراد کومولا، مورب، فرفروانش

***نویسنده مسئول:** مرتضی خلعت‌بری جعفری

E-mail: khalat1965live.com

۱- پیش‌گفتار

و ادھمی (۱۳۷۶) نیز پایان‌نامه کارشناسی ارشدشان را در رابطه با سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و سنگ‌شناسی افیولیت‌های منطقه باغ‌جر ارائه کردند. مصلحی (۱۳۸۳) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری رودزیت‌های مناطق باغ‌جر و سلیمانیه را مطالعه کرد. Shojaat et al. (2002) سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و زمین‌ساخت افیولیت سبزوار را در مقاله‌ای مورد بررسی قرار دادند. به تازگی Rossetti et al. (2009) در مقاله‌ای یافته‌های سن‌سنجی ایزوتوپی از گرانولیت‌های مافیک و میگماتی در محدوده سلطان‌آباد را منتشر کردند و سن کرتاسه پیشین (آلبین) را برای اوج دگرگونی در این ناحیه به دست آوردند. به منظور بررسی توالی پوسته‌ای درونی در محدوده مورد مطالعه، مقطعی در دره شمال روستای قره‌قلی انتخاب شد و به منظور مقایسه، از مقطعی در توده گابرویی جنوب باختری روستای سلیمانیه نیز برداشت زمین‌شناسی و نمونه‌برداری سامان‌مند صورت گرفت. نمونه‌برداری تکمیلی از رخنمون‌های ورلیتی و پلاژیوگرانیتی نیز در باختر روستاهای عوض و نجم‌آباد و جنوب روستای کیخسرو انجام شد. پس از تهیه مقاطع میکروسکوپی و مطالعه سنگ‌نگاری، ۱۴ نمونه انتخاب و برای اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و کمیاب، به روش‌های ICP-MS و ICP-AES در آزمایشگاه SGS در تورنتو کانادا فرستاده شدند که نتایج آن در این مقاله ارائه شده است.

۲- زمین‌شناسی

توالی گوشته‌ای در محدوده مورد مطالعه دربردارنده هارزبورزیت کلینوپیروکسن‌دار و دونیت سربانتینیزه است. توالی پوسته‌ای درونی نیز دربردارنده الیون گابرو

توالی پوسته‌ای درونی (پلوتونیک) افیولیتی محدوده قره‌قلی - باغ‌جر در طول‌های جغرافیایی ۳۶° ۴۵' تا ۵۸° ۰۰' و عرض‌های جغرافیایی ۳۶° ۲۵' تا ۳۶° ۱۵' شمالی رخنمون دارد و بخشی از افیولیت سبزوار است که به‌عنوان افیولیت‌های دور خرده‌قاره ایران مرکزی معرفی شده‌اند (Stocklin, 1968; Knipper et al., 1986). این پهنه افیولیتی با روند عمومی خاوری - باختری، از خاور تا حدود شهرستان فریمان و از باختر به صورت قطعه‌های (Slices) زمین‌ساختی در پیرامون روستای عباس‌آباد کم‌پهن و سپس ناپدید شده است. افیولیت سبزوار در شمال گسل درونه و در حد فاصل میان خرده‌قاره ایران مرکزی و پهنه ساختاری البرز - بینالود برونزد دارد (شکل ۱). در رابطه با پیشینه مطالعاتی افیولیت سبزوار و در قالب رساله‌های دکترای Sadredini (1974) زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری بخش میانی این نوار افیولیتی، Vaziri-Tabar (1976) زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری افیولیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی شمال خاوری سبزوار و (Alavi Tehrani 1976) زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری افیولیت‌های شمال باختری سبزوار را مورد بررسی قرار دادند. Noghreyan (1982) نیز در رساله دکترای خود، تحول ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و ساختمانی مجموعه افیولیتی سبزوار را مطالعه کرده و تشکیل آن را در رابطه با حوضه‌های پشت کمان و نزدیک به یک درازگودال در حال فروانش فرض کرده است. (Lensch & Davoudzadeh 1982) در مقاله‌ای در رابطه با افیولیت‌های ایران به بحث در مورد افیولیت سبزوار پرداخته‌اند. برگه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ سبزوار (سهندی، ۱۳۷۱) و برگه با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ سبزوار (مجیدی، ۱۳۷۸) نیز توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انتشار یافته است. شیعیان (۱۳۷۸)

راستای لایه‌بندی در گابروهای کومولیتی و جهت‌یافتگی کانی‌ها در گابرو فولیه، عمود بر محور بازشدگی است (Juteau & Maury, 2009). تحت تأثیر گسل‌های ترانسفورم این راستاها ممکن است تا ۹۰ درجه تغییر کنند. بررسی‌های ساختاری، شامل اندازه‌گیری لایه‌بندی ماگمایی و راستای دایک‌ها در محدوده روستای قره‌قلی و مقایسه آنها با راستای لایه‌بندی ماگمایی در جنوب باختری سلیمانیه، دربردارنده نتایج جالبی بوده است. در محدوده شمال قره‌قلی، لایه‌بندی ماگمایی گابروها و جهت‌یافتگی کانی‌ها در گابرو فولیه امتداد تقریبی شمالی-جنوبی با چندین درجه انحراف به سمت خاور یا باختر دارد و بنابراین می‌توان گفت که محور بازشدگی در این محدوده خاوری-باختری بوده است (شکل ۲-الف). دایک‌های ورقه‌ای دیابازی و دایک‌های دیابازی منفرد در شمال این روستا نیز امتداد خاوری-باختری با چند درجه انحراف دارند که راستایی عمود بر راستای لایه‌بندی ماگمایی گابروهاست. این اندازه‌گیری‌ها در شمال روستای قره‌قلی نشان از بازشدگی اقیانوسی در راستایی تقریباً خاوری-باختری دارد (شکل ۲-الف). در برابر آن، اندازه‌گیری لایه‌بندی ماگمایی از گابروی جنوب باختری سلیمانیه، راستایی کاملاً متفاوت با محدوده شمال قره‌قلی را نشان می‌دهند (شکل ۲-ب). لایه‌بندی ماگمایی در این محل دارای راستای خاوری-باختری و رگه‌های پگماتیت گابرو و پلاژیوگرانیت دارای راستای شمالی-جنوبی هستند. به این ترتیب می‌توان نتیجه گرفت که راستای بازشدگی در جنوب باختری سلیمانیه، شمالی-جنوبی بوده است. با توجه به شکل ۲ و روند تغییر راستاهای مورد بحث در اثر عملکرد گسل‌های ترانسفورم شاید بتوان نتیجه گرفت که سنگ‌های توالی پوسته‌ای درونی در محدوده مورد مطالعه در موقعیتی میان محور اصلی بازشدگی و گسل ترانسفورم تشکیل شده‌اند (Fracture Zone) و راستاهای اندازه‌گیری شده شاید نشان‌دهنده محدوده تقاطع محور پشته میان اقیانوسی و گسل ترانسفورم بوده است. طبیعتاً نظر قطعی دادن در مورد راستای محور اصلی بازشدگی نیاز به اندازه‌گیری‌های ساختاری از افیولیت سبزوار در مقیاس گسترده‌تری دارد.

در شمال روستای باغ‌جر، رخنمون‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با افیولیت سبزوار دیده می‌شوند که دربردارنده گدازه بالشی همراه با مقادیر ناچیزی از سنگ‌های آتشفشانی-آواری به صورت برش و توف و لایه‌های سنگ‌آهک پلاژیکیک است. میان گدازه‌های بالشی، هیالوکلاستیت، سیمان کربناتی و میان‌لایه‌های سنگ‌آهک پلاژیکیک دیده می‌شود که بررسی دیرینه‌شناسی آنها سن کرتاسه بالایی (مانستریشین-مانستریشین بالایی) را به دست داده که بازتابی از سن نسبی افیولیت در این محدوده است.

۳- سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، گابروهای کومولیتی شامل الیون گابرو و پیروکسن گابرو همراه با لایه‌های نازکی از پیروکسنیت هستند. الیون گابرو بافت میکروسکوپی مزوکومولا و پیروکسن گابرو و پیروکسنیت بافت آدکومولا دارد. بافت‌های هترادکومولا و گرانولار نیز در افق‌های بالاتر گابرو ایزوتروپ دیده می‌شوند. لایه‌بندی در لایه‌های سنگ‌های کومولیتی بر پایه مقادیر مودال کانی‌ها در هر لایه مشخص می‌شود و هر لایه ممکن است درون خود تغییراتی نشان دهد (Hunter, 1996). واژه کومولیت توسط Wager et al. (1960) تعریف و سپس توسط Wager (1963) و Wager & Brown (1968) برای توصیف بافت سنگ‌های آذرین لایه‌ای و کومولیتی که کانی‌های آن به کندی سرد شده‌اند به کار رفت. در این تعریف بلورهای اولیه که در کف حجره ماگمایی تبلور یافته‌اند، کومولوس و بلورهای حاصل تبلور مایع میان آنها، اینترکومولوس نامیده شدند.

الیون گابرو دربردارنده بلورهای الیون، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز هستند. الیون فاز کومولوس است و به صورت کانی‌های بی‌شکل با برجستگی بالا و شکستگی‌های بسیار دیده می‌شود که در امتداد آنها به سرپانتین

کومولیتی، پیروکسن گابرو، گابرو ایزوتروپ، گابرو فولیه و کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی است که توسط دایک‌های دیابازی منفرد، نفوذی‌های ورلیتی-الیون وستریتی، رگچه‌ها و شبه سیل‌های پگماتیت گابرویی و پلاژیوگرانیت قطع شده‌اند. در شکل ۲، مقاطع زمین‌شناسی برداشت‌شده از توالی پوسته‌ای درونی در محدوده شمال روستای قره‌قلی (شکل ۲-الف) و باختر روستای سلیمانیه نشان داده شد (شکل ۲-ب). واحدهای مختلف درون برش‌های زمین‌ساختی (Tectonic Slice) بزرگ قرار دارند که از دو سو با راندگی‌هایی در برگرفته شده‌اند به گونه‌ای که در جنوب روستای قره‌قلی، دایک‌های برگه‌ای دیابازی روی پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، رانده شده‌اند (پلیت ۱-الف) ولی در شمال خاوری روستای باغ‌جر، پریدوتیت‌ها روی دایک‌های ورقه‌ای دیابازی رانده شده‌اند (پلیت ۱-ب). شیب راندگی‌ها رو به شمال است و واحدهای مختلف توالی که میان دو راندگی در برگرفته شده‌اند، دارای ارتباط تدریجی از پایین به سوی بالا هستند، به گونه‌ای که گابرو توده‌ای به صورت تدریجی به کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی تبدیل شده است. در محدوده خاور قره‌قلی، گابرو کومولیتی کمتر دیده می‌شود ولی در جنوب باختری سلیمانیه رخنمون بهتری دارند (پلیت ۱-ب). در این محدوده، گابرو کومولیتی و پیروکسن گابرو برونزد دارند و لایه‌بندی ماگمایی در آنها دیده می‌شود (پلیت ۱-ت). گابروها دربردارنده لایه‌های روشن و سرشار از پلاژیوکلاز و لایه‌های تیره دارای کانی‌های فرمونیزین هستند و لایه‌های نازک پیروکسنیت، شبه سیل‌هایی از پگماتیت گابرو و پلاژیوگرانیت نیز به موازات لایه‌بندی (پلیت‌های ۱-ث و ج) آنها را قطع کرده‌اند. می‌توان گفت که گابروهای کومولیتی جنوب باختری سلیمانیه قابل مقایسه با بخش گابرویی زیرین در افیولیت‌های شاخص هستند (Nicolas & Boudier, 2009). ولی در محدوده قره‌قلی این گابروها ناچیز هستند و برتری با گابروهای ایزوتروپ، فولیه و به‌ویژه کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی است که قابل مقایسه با بخش‌های بالایی گابروها در افیولیت‌های شاخص هستند (پلیت‌های ۱-چ و ح). در این محدوده، گابرو فولیه در بالای گابرو ایزوتروپ رخنمون دارد و اولین نشانه‌های رخنمون ریشه دایک‌های ورقه‌ای دیابازی را می‌توان در آنها ملاحظه کرد. در گابرو فولیه پلاژیوکلاز همراه با کلینوپیروکسن، جهت‌یافتگی روشنی را نشان می‌دهند. گابروهای ایزوتروپ توسط رگچه‌های پگماتیت گابرو (پلیت ۱-خ)، پلاژیوگرانیت (پلیت ۱-د) و گاه دایک‌های منفرد از نوع دیاباز (پلیت ۱-ذ)، میکروگابرو و آندزیتی بازالتی قطع شده‌اند. دایک‌های ورقه‌ای دیابازی (پلیت‌های ۱-ر تا ص) در دو رخساره اصلی درشت‌بلور و ریزبلور دیده می‌شوند (پلیت ۱-ز). نفوذی‌های (اینتروزن‌های) ورلیتی واحدهای یادشده را قطع کرده (پلیت‌های ۱-ژ تا ص) و در شمال باختری و خاور روستای قره‌قلی بلندی‌های برجسته و تیره‌ای را تشکیل داده‌اند. کناره نفوذی‌ها کاملاً "لوه و بینایی است (پلیت ۱-ش) که نشان از نفوذ آنها درون سنگ‌های میزبان همچنان گرم و یا گرانرو دارد ولی در همبری با گابرو ایزوتروپ و دایک‌های ورقه‌ای دیابازی، مناطق دگرسانی ایجاد شده است (پلیت ۱-س). این نفوذی‌ها در خاور روستای قره‌قلی در راستای خاوری-باختری جایگیر شده‌اند (پلیت ۱-ص). پلاژیوگرانیت را می‌توان به صورت توده‌های کوچک (پلیت ۱-ض) و یا دایک‌های موازی (پلیت ۱-ط) ملاحظه کرد که نفوذی‌های ورلیتی و پگماتیت گابرو را قطع کرده‌اند. همانند نفوذی‌های ورلیتی، می‌توان راستای خاوری-باختری جایگیری پلاژیوگرانیت‌ها را در شمال باختری عوض و جنوب کیخسرو شاهد بود (پلیت ۱-ظ).

در شکل ۲-پ و به گفته Juteau & Maury (2009) بازشدگی‌ها در امتداد محور اصلی پشته‌های میان اقیانوسی، گسل‌های ترانسفورم (Transform Faults) و همچنین قطعه‌شدگی (Segmentation) در محل این گسل‌ها به صورتی نمادین نشان داده شده است. در این مناطق، به موازات دور شدن دو قاره از یکدیگر و در راستاهایی به موازات محور بازشدگی اقیانوسی، دایک‌های ورقه‌ای دیابازی تشکیل می‌شوند ولی

دلیل است که در ردیف‌های کومولیتی این نوع از افیولیت‌ها، ولایت از تروکتولیت فراوان‌تر است (Pearce et al., 1984). به‌طور کلی روند تبلور کانی‌ها با تغییرات فشار نیز مرتبط است به گونه‌ای که در محیط‌های مرتبط با فرورانش که فشار بیشتر است، پیروکسن‌ها زودتر از پلاژیوکلاز متبلور می‌شوند ولی در محیط‌های کم‌فشار همچون پشته‌های میان اقیانوسی که فشار کمتر است پلاژیوکلاز زودتر از پیروکسن تبلور می‌یابد (Parlak, 1996 & 2002).

پیروکسن گابرو بافت مزوکومولا و پیروکسنیت بافت آدکومولا دارد. در گابروهای ایزوتروپ، الیوین به‌تدریج ناپدید شده و با تشکیل کلینوپیروکسن در لابه‌لای پلاژیوکلاز، بافت‌های هترادکومولا (پلیت ۲-ج) و مزوکومولا شکل گرفته است (پلیت ۲-چ). بافت‌های گرانولار و اینترگرانولار در اقیانوس‌های بالایی دیده شده و هورنبلند نیز به صورت کانی اصلی ظاهر شده است. گابرو فولیه نیز بافت‌های آدکومولا تا هترادکومولا (پلیت ۲-خ) دارد که بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در آنها جهت یافته‌اند (پلیت ۲-ح). در نوع درشت بلور از دایک‌های ورقه‌ای دیابازی، بافت فیرییک با خمیره دیابازی (پلیت ۲-د) و در نوع ریزبلور بافت دیابازی (پلیت ۲-ذ) دیده می‌شود. بلورهای ریز و بی‌شکل کوارتز نیز در لابه‌لای دیگر کانی‌ها تشکیل شده‌اند (پلیت ۲-ر).

پیدایش بافت هترادکومولا و مزوکومولا در گابروهای محدوده مورد مطالعه، نشان از سامانه‌ای باز با تراوایی و نفوذ ماگما در حجره ماگمایی داشته است که در نوع هترادکومولا، بلورهای درشت (Oikocrysts)، بلورهای کومولوس را به صورت پوششی و پویی کیلیتیک (Hunter, 1996; Winter, 2001) در بر گرفته‌اند (پلیت‌های ۲-ج، خ و ژ) و از جمله بافت‌های فراوان در ترادف‌های کومولیتی مناطق فرافورانش هستند. بافت گرانولار در این سنگ‌ها حاصل بسته‌بندی (Packing) بلورها طی فرایند فشردگی (Compaction) است. به باور Hunter (1996) بافت آدکومولا می‌تواند حاصل عملکرد چندین فرایند مختلف از جمله فشردگی، به هم پیوستگی بلورها، درشت‌شدگی، تبلور دوباره، انحلال یا ته‌نشینی دوباره و خزش بلورها باشد که فرایند فشردگی را آسان می‌کنند. این بافت ویژه سامانه‌های ماگمایی باز است که در افیولیت‌های مناطق فرافورانش فراوان هستند (Hunter, 1996; Winter, 2001).

سنگ‌های نفوذی (اینترورژن‌های) ورلیتی و الیوین و بستری بافت هترادکومولا دارند و بلورهای کومولوس الیوین توسط دیوپسید به صورت پوششی دربر گرفته شده‌اند (پلیت ۲-ز). نبود پلاژیوکلاز در سنگ‌های نفوذی ورلیتی نشان از تبلور آنها در فشار بالا دارد. به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها حاصل ذوب دیررس بخش‌های دیرگداز گوه گوشه‌ای در بالای صفحه فرورونده هستند و به همین دلیل الیوین در آنها فراوان است (Crawford et al., 1989; Ernwein et al., 1988). پلاژیوکلاز بافت گرانولار تا میکروگرانولار (پلیت ۲-ژ) و دایک‌های منفرد ترکیب میکروگابرو و آندزیت-بازالت دارند. میکروگابرو دارای بافت اینترگرانولار (پلیت ۲-س) و افیتییک و دایک آندزیت-بازالتی دارای بافت فیرییک تا گلوپوروفیرییک با خمیره دویتریفاید و یا هیالومیکرولیتیک است.

۴- ژئوشیمی

نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌ها در نمودارهای مختلف نام‌گذاری، عنکبوتی و زمین‌ساختی-ماگمایی رسم شدند که تفسیر آنها شالوده بحث ژئوشیمی این مقاله را تشکیل داده است. در رابطه با نامگذاری ژئوشیمیایی از نمودارهای استاندارد که پایه آنها اکسیدهای اصلی و یا تلفیقی از اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی بودند استفاده شد. نتایج تجزیه‌های شیمیایی نشان می‌دهند که مقدار SiO_2 در گابروهای کومولیتی و پیروکسن گابرو از ۴۹/۶ تا ۵۱/۷ درصد، گابروهای ایزوتروپ از ۴۷/۵ تا ۵۴/۷ درصد، در گابرو فولیه با میانگین ۵۳/۴ درصد و در دایک‌های ورقه‌ای

دگرسان شده‌اند. در برخی از بخش‌ها الیوین به‌طور کامل با سرپانتین جانشین شده و حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد سنگ را تشکیل داده است. ساختمان داخلی کینک (Kink Band) نیز در آنها دیده می‌شود (پلیت ۲-الف) که می‌تواند حاصل فشردگی (Compaction) در جریان دگرشکلی گرانو (ویسکوز) باشد (Hunter, 1996). انکلوزیون‌های الیوین درون کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز دیده می‌شود که نشان از تقدم تبلور الیوین است (پلیت‌های ۲-ب، ت و ث). پلاژیوکلاز ماکل‌های آلپیت، آلپیت-کارلسباد و سرنیزه‌ای دارند. ترکیب آنها کلسیک و از نوع لابرادوریت تا بیئتویت است و حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد مقطع را تشکیل داده‌اند. ماکل آلپیتی در اثر دگرشکلی نوک‌تیز شده و به صورت سرنیزه‌ای دیده می‌شود (پلیت ۲-ب). عامل تشکیل این نوع ماکل در پلاژیوکلاز لغزش ماکلی (Twin Gliding) در خلال کرنش و یا تغییر و تبدیل سیستم بلورین کانی‌های یاده شده (Shelly, 1993) و از جمله دیگر شواهد دگرشکلی پلاستییک حرارت بالا است (Juteau & Maury, 2009). انکلوزیون‌هایی از پلاژیوکلاز درون کلینوپیروکسن‌ها دیده می‌شود که نشان از تقدم تبلور آنها نسبت به کلینوپیروکسن دارد (پلیت ۲-پ). کلینوپیروکسن‌ها به صورت کانی‌های بی‌شکل حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد از سنگ را تشکیل می‌دهند، از نوع دیوپسید و دارای ماکل کارلسباد هستند و در مواردی در حال جانشینی به هورنبلند دیده می‌شوند. انکلوزیون‌هایی از الیوین و کلینوپیروکسن نیز درون پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود (پلیت ۲-ب) که بیانگر تقدم تبلور الیوین و کلینوپیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز است. همچنین انکلوزیون‌هایی از کلینوپیروکسن درون ارتوپیروکسن دیده می‌شود که باز هم نشان از تقدم تبلور کلینوپیروکسن نسبت به ارتوپیروکسن دارد (پلیت ۲-ث).

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان از تفاوت‌هایی در مورد ترتیب تبلور کانی‌ها در سنگ‌های کومولیتی افیولیت‌هاست (Yumul, 1996).

Church & Riccio (1977) روند تبلور برای کومولیت‌های افیولیت‌های ایسلند پیشنهاد کردند که عبارتند از:

الف) الیوین + اسپینل ← ارتوپیروکسن ← کلینوپیروکسن ← پلاژیوکلاز

ب) الیوین + اسپینل ← کلینوپیروکسن ← پلاژیوکلاز ← ارتوپیروکسن

پ) الیوین + اسپینل ← کلینوپیروکسن ← ارتوپیروکسن ← پلاژیوکلاز

ت) الیوین + اسپینل ← پلاژیوکلاز ← کلینوپیروکسن ← ارتوپیروکسن

سه روند نخست در گابروهای مرتبط با مناطق فرافورانش (سوپراسابداکشن) (SSZ) و روند چهارم در گابروهای پشته‌های میان اقیانوسی (MOR) قابل پیگیری است. پس از آن Pearce et al. (1984) افیولیت‌های نوع فرافورانش را از انواع مورب برپایه ترتیب تبلور کانی‌ها در ردیف‌های کومولیتی از یکدیگر جدا کردند. برپایه این تقسیم‌بندی، در افیولیت‌های نوع فرافورانش، کلینوپیروکسن و گاه ارتوپیروکسن پیش از پلاژیوکلاز متبلور می‌شوند اما در افیولیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی پلاژیوکلاز پیش از کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن تبلور می‌یابد.

ترتیب تبلور کانی‌ها در الیوین گابرو کومولیتی محدوده مورد مطالعه را می‌توان در دو روند دسته‌بندی کرد:

۱- الیوین ← پلاژیوکلاز ← کلینوپیروکسن ± ارتوپیروکسن ← آمفیبول

۲- الیوین ← کلینوپیروکسن ± ارتوپیروکسن ← پلاژیوکلاز ← آمفیبول

که به ترتیب قابل مقایسه با ترتیب تبلور در پشته‌های میان اقیانوسی (MOR) و مناطق فرافورانش (SSZ) است (Parlak et al., 1996 & 2002; Hebert & Laurent, 1990; Cameron et al., 1980; Yamasaki et al., 2006). ارتوپیروکسن (مانند پلیت ۲-ث) نیز در سنگ‌های کومولیتی افیولیت‌های نوع فرافورانش (SSZ) یک فاز تبلور اولیه است و زودتر از پلاژیوکلاز تبلور می‌یابد (Hebert & Laurent, 1990; Parlak et al., 1996, 2000 & 2002; Cameron et al., 1980; Yamasaki et al., 2006; Pearce et al., 1984; Kocak et al., 2005) شاید به همین

۱۰۰ می‌تواند بیانگر یک منبع گوشته‌ای غنی شده نیز باشد. غنی‌شدگی از عنصر La در برخی از الگوها شاید نشانی از حضور گارنت در منبع گوشته‌ای بوده است (Kocak et al., 2005). در برخی نیز تهی‌شدگی Ce نسبت به La دیده می‌شود که شاید بتوان آن را با تأثیر آب دریا توجیه کرد (Hole et al., 1984; Saunders & Tarney, 1984). با توجه به تمرکز عناصر MREEs و HREEs در آمفیبول‌ها (Kocak et al., 2005) و فراوانی هورنبلند سبز در گابروهای ایزوتروپ، شاید بتوان الگوهای خطی گابروهای ایزوتروپ را توجیه کرد.

الگوهای بهنجار شده از عناصر خاکی کمیاب از گابروهای ایزوتروپ و فولیه با مقادیر استاندارد گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) غنی‌شدگی از عنصر La در برخی الگوها و از عناصر Sr و U در همه الگوها دارند. تهی‌شدگی از عناصر Zr و Nb و در یک الگو نیز تهی‌شدگی از La دیده می‌شود (شکل ۵-ث). تنها یک نمونه از گابرو ایزوتروپ الگویی مشابه با الگوی OIB نشان می‌دهد که داری شیب منفی از عناصر ناسازگار به سمت عناصر سازگار است. در این الگو، تمرکز پایین تر HFSEs نسبت به MORB و تمرکز بالاتر LILEs نسبت به MORB می‌تواند نشان از یک منبع گوشته‌ای غنی شده و یا پلوم‌های گوشته‌ای باشد (Duteau & Maury, 2009).

ژئوشیمی دایک‌های ورقه‌ای دیابازی در تشخیص جایگاه زمین‌ساختی نسبت به گابروها و بازالت‌های وابسته به یک مجموعه افیولیتی به واقعیت نزدیک تر است (Nicolas, 1989). الگوهای REEs بهنجار شده با مقادیر استاندارد کندریت (Sun & McDonough, 1989) در کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی، تقریباً مسطح با کمی غنی‌شدگی از LREEها نسبت به HREEها است (شکل ۵-ث). این الگوها در مقایسه با الگوهای REEs واحدهای گابرو کومولیتی، گابرو ایزوتروپ و گابرو فولیه در ترازهایی بالاتری قرار گرفته به گونه‌ای که به نظر می‌رسد تمرکز LILE غنی تر از N-MORB و مشابه الگوی IAT است (Alabaster et al., 1982). فراوانی عناصر REE در این نمونه‌ها از حدود ۲۰ برابر کندریت در LREEs با شیب ملایم منفی شروع می‌شود و تا حدود ۵ برابر کندریت در HREEs می‌رسد. تمرکز بالای LREEs نسبت به HREEs مربوط به حوضه‌های باریکی است که در بالای زون فرورانش تشکیل می‌شوند (Saunders & Tarny, 1984). همچنین قرار گرفتن الگوی REE کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی در ترازهای بالاتر نسبت به دیگر واحدهای توالی پوسته‌ای قره‌قلی - باغ‌جر نشان از فرایند تفریق در تشکیل این سنگ‌هاست. تمرکز پایین تر عناصر گروه HFSE نسبت به MORB و تمرکز بالاتر LILE نسبت به مقادیر MORB شاید نشانی از یک منبع گوشته‌ای تهی شده است (Srivastava et al., 2004). غنی‌شدگی از عناصر گروه LIL نیز نشان از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای تهی شده و تأثیر سیال‌های برخاسته از صفحه فرورونده در هنگام ذوب بخشی است (Taylor & Martines, 2003).

الگوهای REEs بهنجار شده با مقادیر استاندارد کندریت (Sun & McDonough, 1989) در دایک دیابازی منفرد نیز همانند گابروهای ایزوتروپ و گابرو فولیه در ترازهایی پایین تر از N-MORB قرار گرفته و دارای غنی‌شدگی از عنصر La است (شکل ۵-ث). غنی‌شدگی از Eu و تهی‌شدگی از Ce نیز در الگوها مشاهده می‌شود که در بخش گابروهای ایزوتروپ و گابروهای فولیه شرح داده شد. الگوهای عناصر فرعی و خاکی کمیاب بهنجار شده با مقادیر استاندارد گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی و دایک دیابازی منفرد، غنی‌شدگی از عناصر گروه LIL مانند Sr، U، La و Th و تهی‌شدگی از برخی عناصر HFSE مانند Zr و Nb را نشان می‌دهند (شکل ۵-ج). الگوی عناصر گروه HFS تهی‌شدگی عمومی نسبت به ترکیب N-MORB نشان می‌دهند. تهی‌شدگی از Nb و Zr و غنی‌شدگی از U نشان از ذوب بخشی ماگمای سازنده این سنگ‌ها از گوه گوشته‌ای دارد که تحت تأثیر مقادیر متفاوتی از سیال‌های برخاسته از صفحه فرورونده و درجات متفاوت ذوب بخشی، غنی‌شدگی‌های متفاوتی

دیابازی از ۵۷/۴ تا ۵۹/۹ درصد متغیر است (شکل ۴-الف). در نمودار نام‌گذاری Middlemost (1985) که بر پایه تغییرات SiO_2 به Na_2O+K_2O پیشنهاد شده است (شکل ۴-الف)، نمونه‌های گابرو کومولیتی، پیروکسن گابرو و گابرو ایزوتروپ در قلمروی گابرو جای گرفته‌اند. گابرو فولیه و دایک دیابازی منفرد در مرز محدوده‌های گابرو و دیوریت گابرو و دایک‌های ورقه‌ای دیابازی در قلمروی دیوریت قرار گرفته‌اند. به منظور مقایسه بهتر، نتایج تجزیه‌ها در نمودار نام‌گذاری (Winchester & Floyd 1976) رسم شدند. در این نمودار از نسبت عناصر فرعی Nb/Y استفاده شده است. به باور Pearce (1996) که مقدار $Nb/Y = 0.7$ را به عنوان شاخص جدایی سری قلیایی از نیمه قلیایی در سنگ‌های آتشفشانی پیشنهاد کرد، همه نمونه‌های توالی پوسته‌ای مورد مطالعه در قلمرو نیمه‌قلیایی قرار گرفته‌اند. در این نمودار نمونه‌های گابرو کومولیتی، پیروکسن گابرو و دایک دیابازی منفرد در محدوده معادل بازالت‌های نیمه‌قلیایی قرار گرفته‌اند. به جز یک نمونه از گابرو ایزوتروپ که در محدوده آلکالی بازالت جای گرفته، بقیه تجزیه‌های گابرو ایزوتروپ در قلمروهای معادل بازالت‌های نیمه‌قلیایی و آندزیت-بازالت قرار گرفته‌اند. گابرو فولیه در محدوده معادل آندزیت-بازالت و تجزیه‌های دایک‌های ورقه‌ای دیابازی در محدوده معادل آندزیت-بازالت جای دارند (شکل ۴-ب).

نمودارهای عنکبوتی نیز اطلاعات مفیدی در مورد فرایندهای ماگمایی؛ چون تفریق و نیز غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر به دست می‌دهند و در این راستا می‌توان نتایج تجزیه‌های شیمیایی را با مقادیر استاندارد جهانی بهنجار کرد. به این منظور این نتایج با مقادیر استاندارد گوشته اولیه و کندریت پیشنهادی (Sun & McDonough 1989) بهنجار شدند.

الگوهای بهنجار شده عناصر خاکی کمیاب از گابرو کومولیتی و پیروکسن گابرو با مقادیر استاندارد کندریت (Sun & McDonough 1989) از عنصر La به سمت Sm به آرامی و با شیب مثبت غنی‌شدگی نشان می‌دهد و از Sm تا Lu با روند خطی و تغییرات ناچیز همراه است (شکل ۵-الف). این الگوها دارای تغییرات از مرتبه حدود ۰/۴ برای LREEs و حدود مرتبه ۵ برای MREEs و HREEs هستند و شباهت زیادی با الگوهای N-MORB دارند ولی به مراتب در ترازهایی پایین تر قرار گرفته‌اند. اگرچه گابروهای کومولیتی در شرایط خمیره-بلور (Crystal-mesh) تبلور می‌یابند و تمرکز عناصر کمیاب در آنها مانند گدازه‌ها و حتی سنگ‌های نیمه‌ژرف نیست، ولی با توجه به قرارگیری الگوهای گابروها در ترازهای پایین، شاید بتوان انتظار داشت که منبع گوشته‌ای سازنده این سنگ‌ها تهی بوده باشد. الگوی پیروکسن گابرو در تراز بالاتری نسبت به الیون گابرو قرار دارد که می‌تواند نشان دهنده فرایند تفریق باشد. الگوهای بهنجار شده از عناصر فرعی و خاکی کمیاب از گابرو کومولیتی و پیروکسن گابرو با مقادیر استاندارد گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) دارای غنی‌شدگی از عناصر U، Th، Ba، Nd و تهی‌شدگی از عناصر La، Ce، Zr و روندی خطی از Sm تا Lu هستند (شکل ۵-ب). در این الگوها تهی‌شدگی Ti دیده نمی‌شود که نشان می‌دهد که تفریق و تبلور اکسیدهای آهن و تیتان فرایندی تأثیر گذار در سنگ‌زایی این سنگ‌ها نبوده است (Kocak et al., 2005).

الگوهای بهنجار شده از عناصر خاکی کمیاب از گابروهای ایزوتروپ و فولیه با مقادیر استاندارد کندریت (Sun & McDonough, 1989) غنی‌شدگی از مرتبه ۲/۵ تا ۱۵ برای عناصر خاکی کمیاب سبک و مرتبه ۳ تا ۸ برای عناصر خاکی کمیاب سنگین هستند و جز تهی‌شدگی از عنصر Ce در برخی الگوها، در بقیه عناصر رفتاری تقریباً خطی نشان می‌دهند. جز یک نمونه از گابرو ایزوتروپ که غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک حتی بیشتر از محدوده میانگین P-MORB دارد، بقیه الگوها در مرز پایینی محدوده میانگین N-MORB قرار گرفته‌اند (شکل ۵-پ). غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک در این الگو و در مرتبه‌ای در حدود

مبنای نمودار مثلثی پیشنهادی (Mullen (1983) بر پایه اکسیدهای اصلی 10MnO ، 10TiO_2 و $10\text{P}_2\text{O}_5$ است (شکل ۶-ت). در این نمودار قلمروهای بازالت‌های کالک‌آلکان (CAB)، تولیت‌های جزایر کمانی (IAT)، جزایر کمانی اقیانوسی (OIA)، مورب (MORB)، و تولیت جزایر اقیانوسی (OIT) از یکدیگر جدا شده‌اند. نمونه‌های گابروهای ایزوتروپ در قلمرو تولیت‌های جزایر کمانی (IAT) و بازالت‌های کالک‌آلکان (CAB) قرار گرفته‌اند. دایک‌های ورقه‌ای دیابازی نیز در محدوده تولیت‌های جزایر کمانی (IAT) جای گرفته‌اند.

در نمودار مثلثی $3\text{Ti}/100\text{-Zr-Y}$ پیشنهادی (Pearce & Cann (1973)، قلمروهای جزایر کمانی (Island Arc) کف اقیانوس (Ocean-Floor) کالکوآلکان (Calc-alkalin) و درون قاره‌ای (Within Plate) جدا شده‌اند. بیشتر نمونه‌های گابروی کومولیتی و ایزوتروپ در قلمرو جزایر کمانی و دایک‌های ورقه‌ای دیابازی در قلمرو اقیانوسی قرار گرفته‌اند (شکل ۶-ث).

در نمودار مثلثی $16\text{Th-Hf}/3\text{-Nb}$ پیشنهادی (Wood (1980) قلمروهای OIB ، E-MORB ، N-MORB و بازالت‌های کمانی جدا شده‌اند. جز یک نمونه از گابرو ایزوتروپ که در قلمرو OIB قرار گرفته شده بقیه نمونه‌ها در قلمروی بازالت کمانی قرار گرفته‌اند (شکل ۶-ج).

جمع‌بندی کلی از بررسی نمودارهای زمین‌ساخت ماگمایی، نشان از گوناگونی در ترکیب این سنگ‌ها دارد. تمایل تیتان پایین نمونه‌های توالی پوسته‌ای (شکل ۶-الف)، جایگیری در قلمروهای الترامافیک و مافیک کومولیتی و غیر کومولیتی کمانی (شکل ۶-ب) و پراکندگی نقاط از قلمروهای مورب تا تولیتی کمانی (شکل ۶-پ و ت) نشان از تشکیل توالی پوسته‌ای قره‌قلی - باغ‌جر در رابطه با فرورانش یا به عبارتی بهتر فرافورانش دارد (Parlak et al., 2000 & 2002; Juteau & Maury, 2009).

۶- نتیجه‌گیری

در یک نتیجه‌گیری کوتاه می‌توان گفت که توالی پوسته‌ای درونی در محدوده سیلیمانیه به‌طور چیره از الیون گابرو و پیروکسن گابرو با رخساره کومولیتی تشکیل شده که به سمت بالا و به صورت تدریجی به گابروهای ایزوتروپ تبدیل شده‌اند. در محدوده قره‌قلی - باغ‌جر، گابرو کومولیتی ناچیز است ولی گابروهای ایزوتروپ فراوان‌ترند که به سوی بالا و به‌صورت عادی به کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی تغییر یافته‌اند. اندازه‌گیری‌های ساختاری از لایه‌بندی ماگمایی و راستای رخنمون‌ها، نشان از راستای شمالی - جنوبی توالی پوسته‌ای درونی در سیلیمانیه و خاوری - باختری در محدوده قره‌قلی - باغ‌جر دارد که قابل مقایسه با تشکیل در پهنه‌های خردشدگی اقیانوسی در محل تقاطع محور اصلی پشته میان اقیانوسی با گسل‌های ترانسفورم هستند. مطالعات سنگ‌نگاری نشان از تبلور در سامانه‌ای باز با ویژگی‌های مناطق فرورانش دارد. بررسی‌های ژئوشیمیایی نیز نشان‌دهنده گوناگونی ترکیبی با ویژگی‌های محیط‌های مرتبط با فرورانش و بالطبع فرافورانش دارند.

سپاسگزاری

از آقای مهندس صفرعلی اشراقی رئیس محترم گروه سنگ‌شناسی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور که امکان اداری لازم برای انجام فعالیت‌های صحرائی را فراهم کردند، از سرکار خانم مهندس زهره سهرابی که مطالعه مقاطع دیرینه‌شناسی را به عهده داشته‌اند و از آقای دکتر امیرعلی طبیخ شعبانی که خلاصه انگلیسی را تصحیح کرده‌اند و همچنین از خانم مهندس نیمه موسوی که زحمت ویراستاری مقاله را داشته‌اند، سپاسگزاری می‌شود.

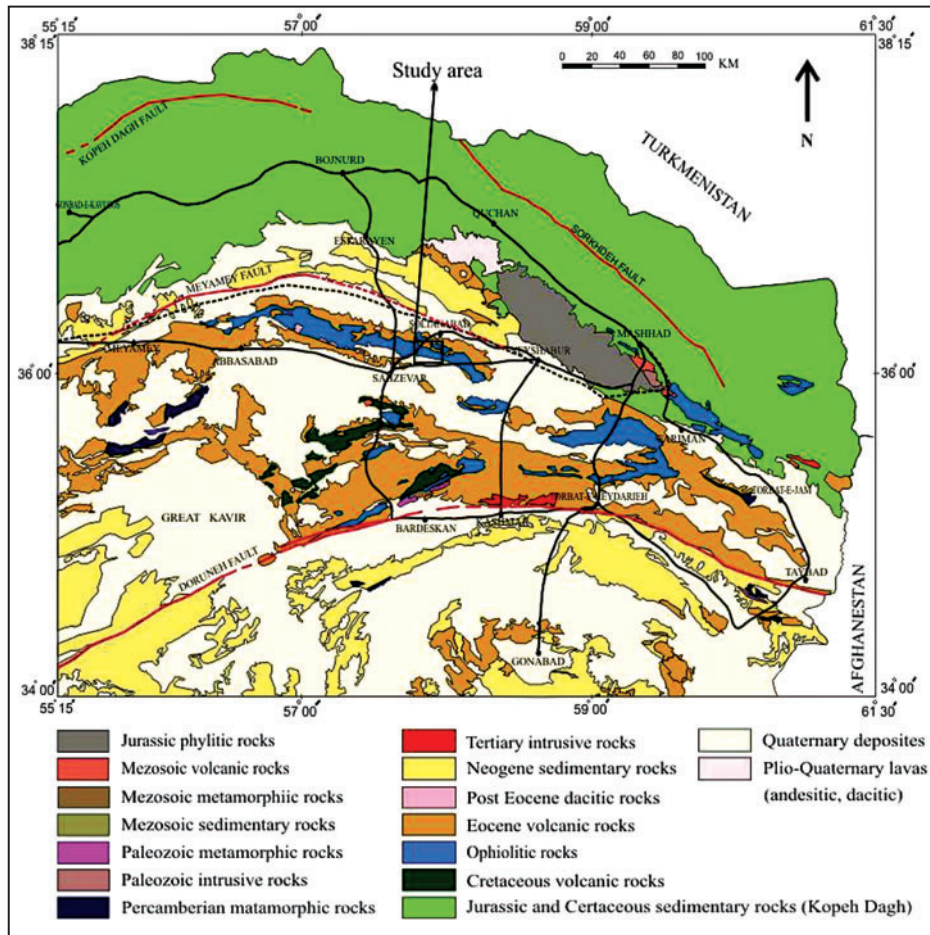
نشان می‌دهند (Elliot et al., 1997; Yunpeng & Bingquan, 2000; Chung et al., 2008; Stern et al., 2006; Ishikawa et al., 2007; Tian et al., 2008).

در یک جمع‌بندی کلی در تفسیر الگوهای عنکبوتی می‌توان گفت که تهی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب در الگوهای شمار قابل توجهی از نمونه‌ها مشابه الگوهای بازالت‌های تولیتی و آندزیت‌های بازالتی جزایر کمانی است (Parlak et al., 2000). غنی‌شدگی متفاوت از عناصر LILE چون U و تهی‌شدگی از Nb و Zr می‌تواند در ارتباط با ذوب بخشی متفاوت گوه گوشته‌ای و تأثیر متفاوت سیال‌های رهاشده از صفحه فرورونده زیر آن باشد (Yunpeng & Bingquan, 2000; Chung et al., 2001; Taylor & Martinez, 2003; Stern et al., 2006; Ishikawa et al., 2007; Tian et al., 2008). مطالعات تجربی نیز نشان از غنی‌شدگی عناصر یادشده و افزایش آنها توسط سیال‌های رهاشده از صفحه فرورونده است (Chung et al., 2001; Ayers, 1998). همچنین تهی‌شدگی از برخی از عناصر گروه HFSE مانند Nb و قرارگیری آنها در ترازهای پایین‌تر از MORB را می‌توان با ماگماهای کم‌انرژی آتشفشانی مقایسه کرد که نشان می‌دهد این عناصر طی فرایند تفریق یا ذوب بخشی صفحه فرورونده حفظ شده‌اند (Pearce, 1996). در محیط‌های فرورانش، فازهای فرعی دیرگداز مانند ایلمنیت و روتیل در صفحه فرورونده پایدارند و در نتیجه عناصر گروه HFSE مانند Nb، Zr و Ti را در خود نگه می‌دارند و با جلوگیری از مشارکت آنها در ترکیب ماگماهای حاصل از ذوب بخشی، سبب تهی‌شدگی آنها در ماگما می‌شوند (Bogoch et al., 2002; Nagudi et al., 2003).

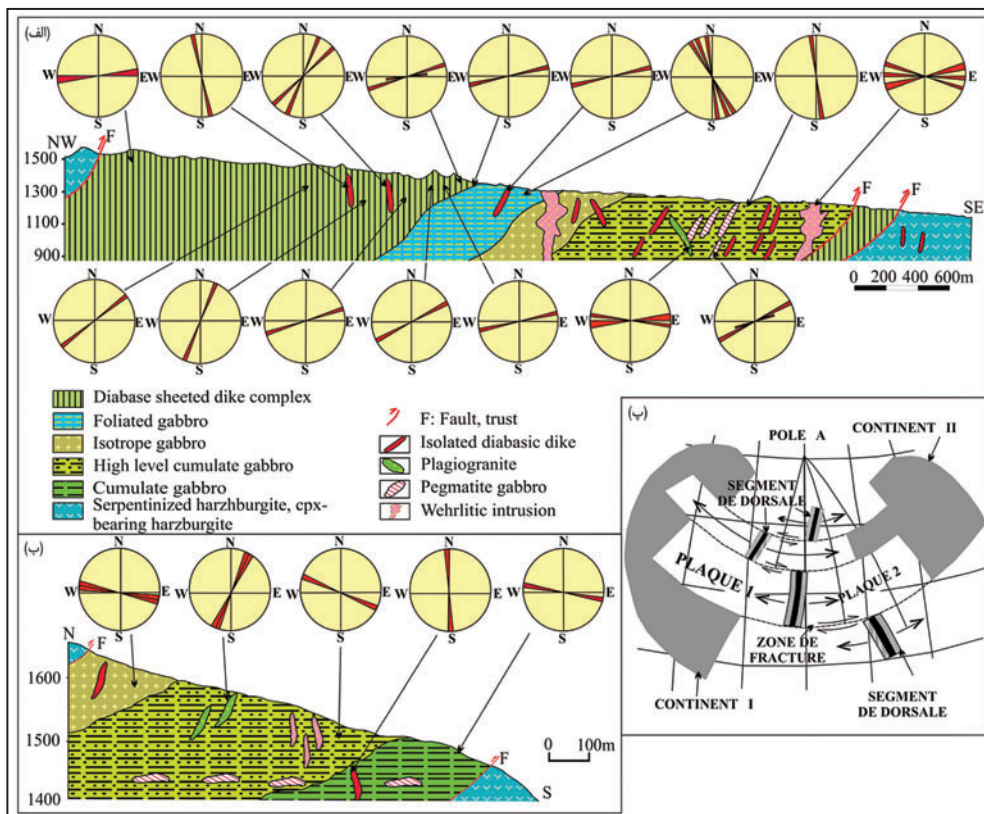
۵- جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی (نگونوماگماتیک)

(Serri (1981) بر پایه تغییرات TiO_2 در برابر $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ افیولیت‌ها را به دو سری افیولیت‌های با تیتان بالا (High-Titanium Ophiolite Field) (که قابل مقایسه با پشته‌های میان اقیانوسی است) و افیولیت‌های با تیتان پایین (Low-Titanium Ophiolite Field) (که قابل مقایسه با جزایر کمانی است) تقسیم کرد. در شکل ۶-الف موقعیت تجزیه‌ها رسم شدند. جز دو نمونه از گابرو ایزوتروپ، بقیه نمونه‌های توالی پوسته‌ای قره‌قلی - باغ‌جر در سری تیتان پایین و یا در مرز آن با سری تیتان بالا قرار گرفته‌اند.

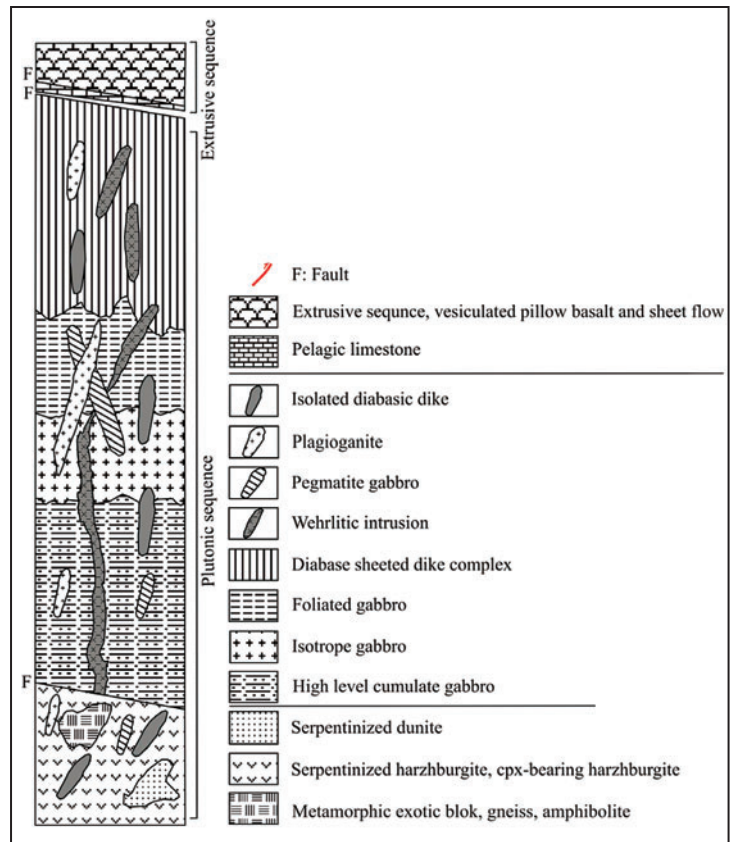
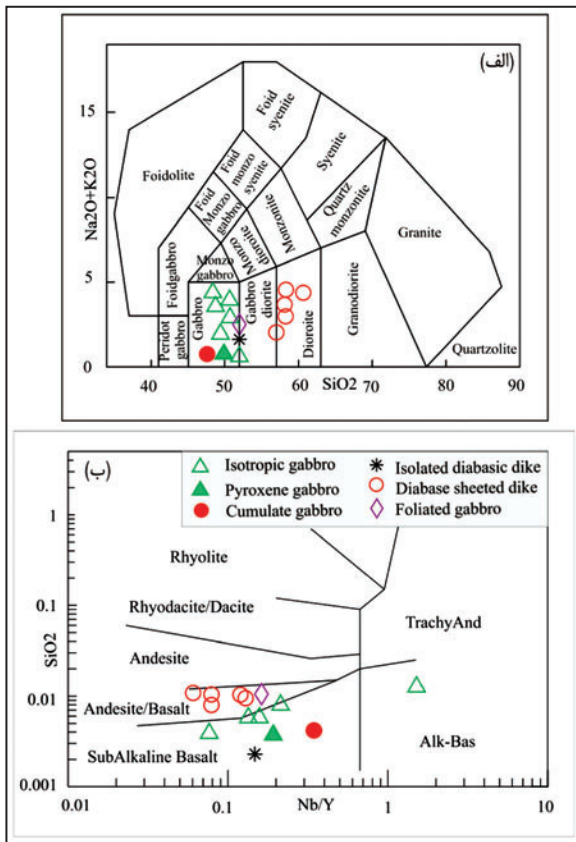
در شکل ۶-ب، نمودار سه‌گانه نسبت‌های FeO ، MgO و $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ از Beard (1986) و پراکندگی نقاط نشان داده شد. نمونه‌های الیون گابرو و پیروکسن گابرو در محدوده الترامافیک‌های کومولیتی کمانی (Arc Related Ultramafic Cumulate Field)، گابروهای ایزوتروپ در محدوده سنگ‌های مافیک کومولیتی کمانی (Arc Related Mafic Cumulate Field)، و دایک‌های ورقه‌ای دیابازی در محدوده گابروها و دیوریت‌های غیر کومولیتی کمانی (Arc Related Non-cumulate Gabbro & Diorite Field)، جای گرفته‌اند که البته با ویژگی‌های سنگ‌نگاری آنها نیز تطابق قابل توجهی دارد. می‌توان گفت که پراکندگی بیشتر نقاط در قلمروهای مرتبط با کم‌انرژی ماگمایی و یا در مرز آنها قرار گرفته‌اند. در شکل ۶-پ، پراکندگی نقاط در نمودار نسبت $\text{Ti}/1000$ به عنصر V از Shervaise (1982) نشان داده شده و قلمروهای زمین‌ساختی - ماگمایی نیز از Miyashita & Adachi (2003) برگرفته شده است. بر پایه این نمودار نمونه‌های گابرو کومولیتی، پیروکسن گابرو، گابرو ایزوتروپ و گابرو فولیه دارای نسبت $\text{Ti}/\text{V}<20$ هستند و در قلمرو تولیت‌های جزایر کمانی (IAT) جای گرفته‌اند. نمونه‌های دایک‌های ورقه‌ای دیابازی، دایک دیابازی منفرد و یک نمونه از گابروهای ایزوتروپ نیز در محدوده بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی قرار گرفته‌اند (شکل ۶-پ). با استفاده از این نمودار برای افیولیت‌های با منشأ مشخص نشان داد که افیولیت‌های مناطق فرافورانش (SSZ) مانند افیولیت زامبیل در فیلیپین در حوضه‌های IAT و یا MORB قرار می‌گیرند (Yumul, 1996).



شکل ۱- نقشه پراکندگی رخنمون‌های آفیولیتی در ناحیه سبزوار برگرفته از نقشه ماگمایی ایران (Emami et al., 1993) که در آن موقعیت محدوده مورد مطالعه نشان داده شده است.

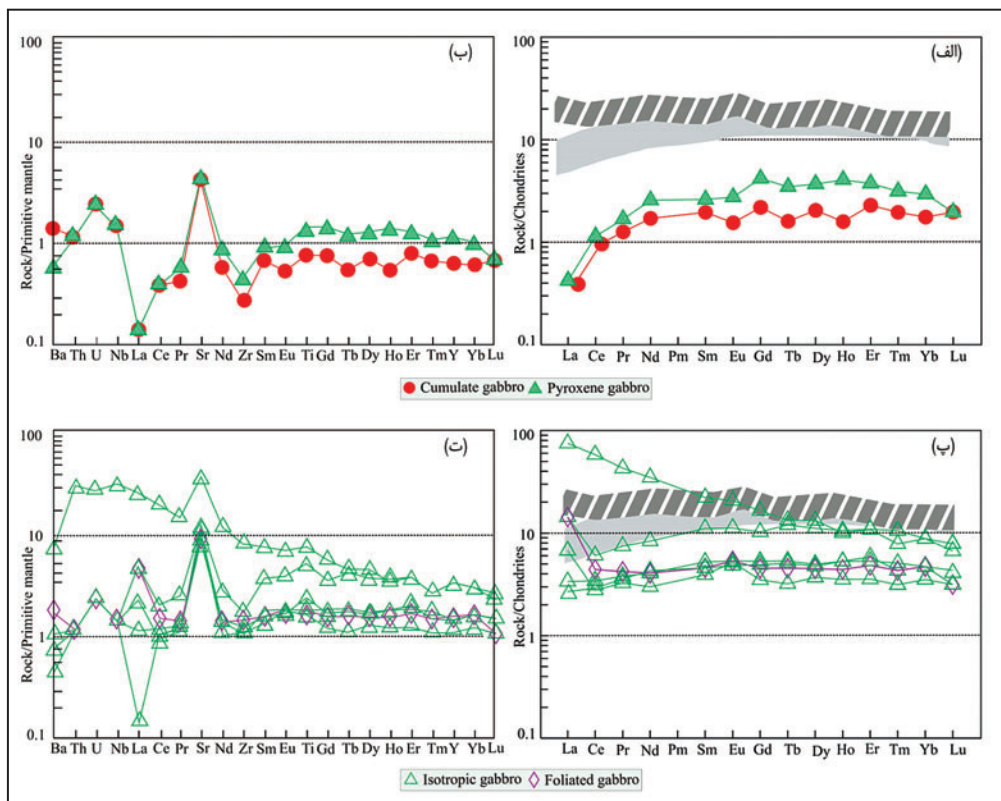


شکل ۲- مقاطع زمین‌شناسی از توالی پوسته‌ای در (الف) شمال قره‌قلی؛ (ب) جنوب باختری سلیمانیه که در آنها نمودارهای گل‌سرخ‌های مربوط نیز نشان داده شده است و (ج) نقشه‌های نمادین از بازشدگی میان اقیانوسی و عملکرد گسل‌های ترانسفورم نشان داده است.

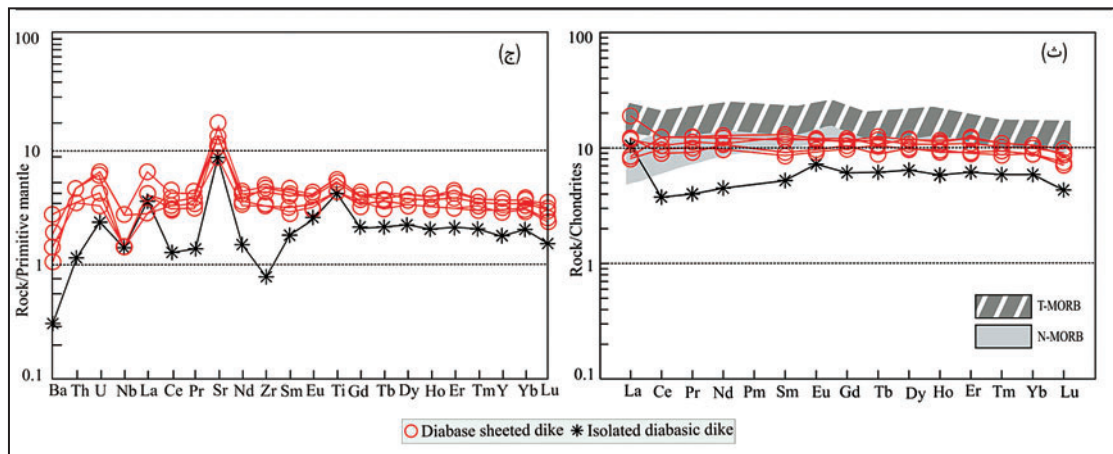


شکل ۴- نامگذاری بر پایه اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب، الف) Middlemost (1985) و ب) Winchester & Floyd (1976).

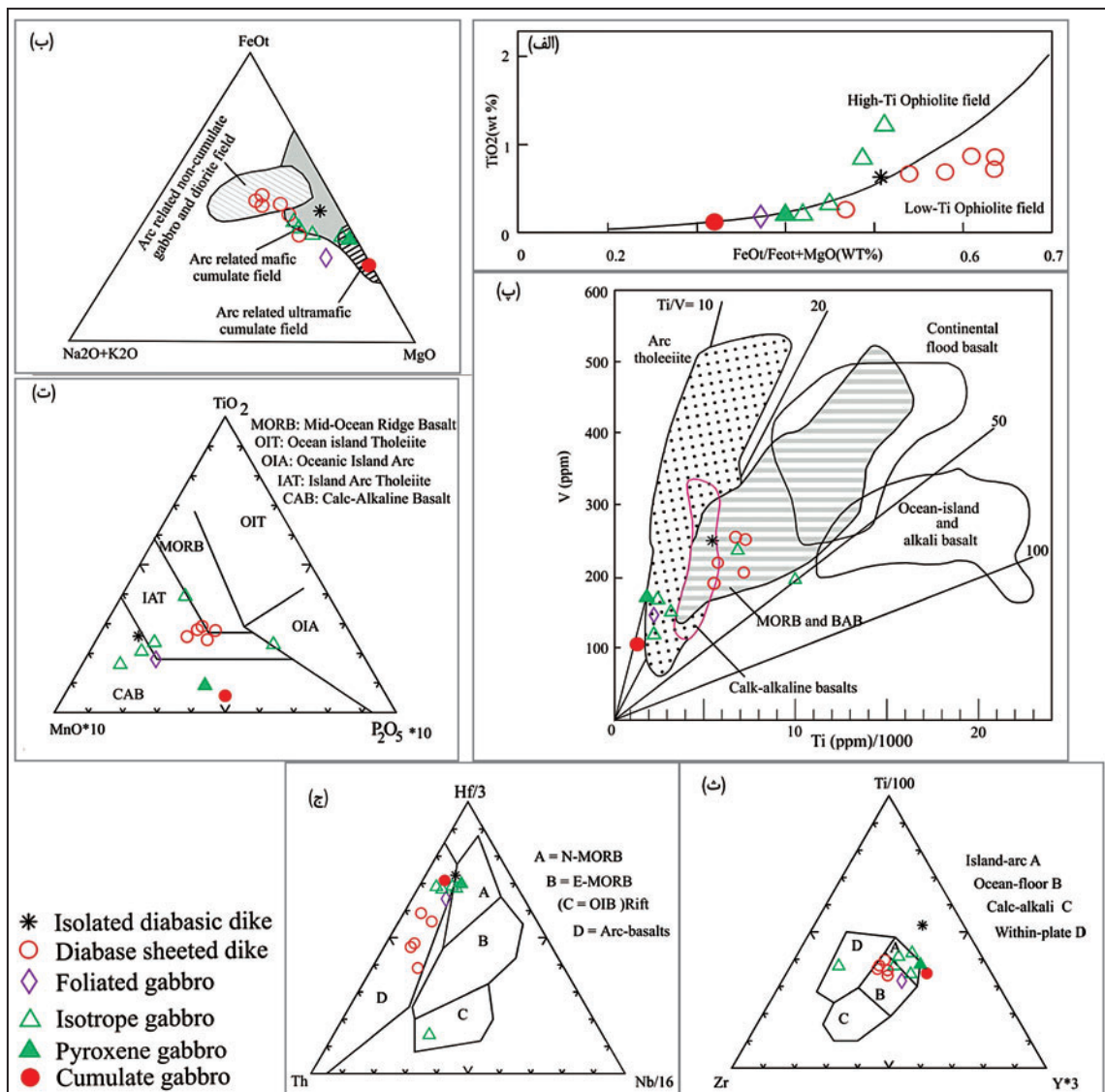
شکل ۳- لوگ نمادین از توالی پوسته‌ای درونی محدوده قره‌قلی - باغ‌جر.



شکل ۵- نمودارهای عنکبوتی از تجزیه‌های مورد مطالعه که با مقادیر استاندارد کندریت و گوشته اولیه از داده‌های Sun & Macdonough (1989) به‌نچار شده‌اند.

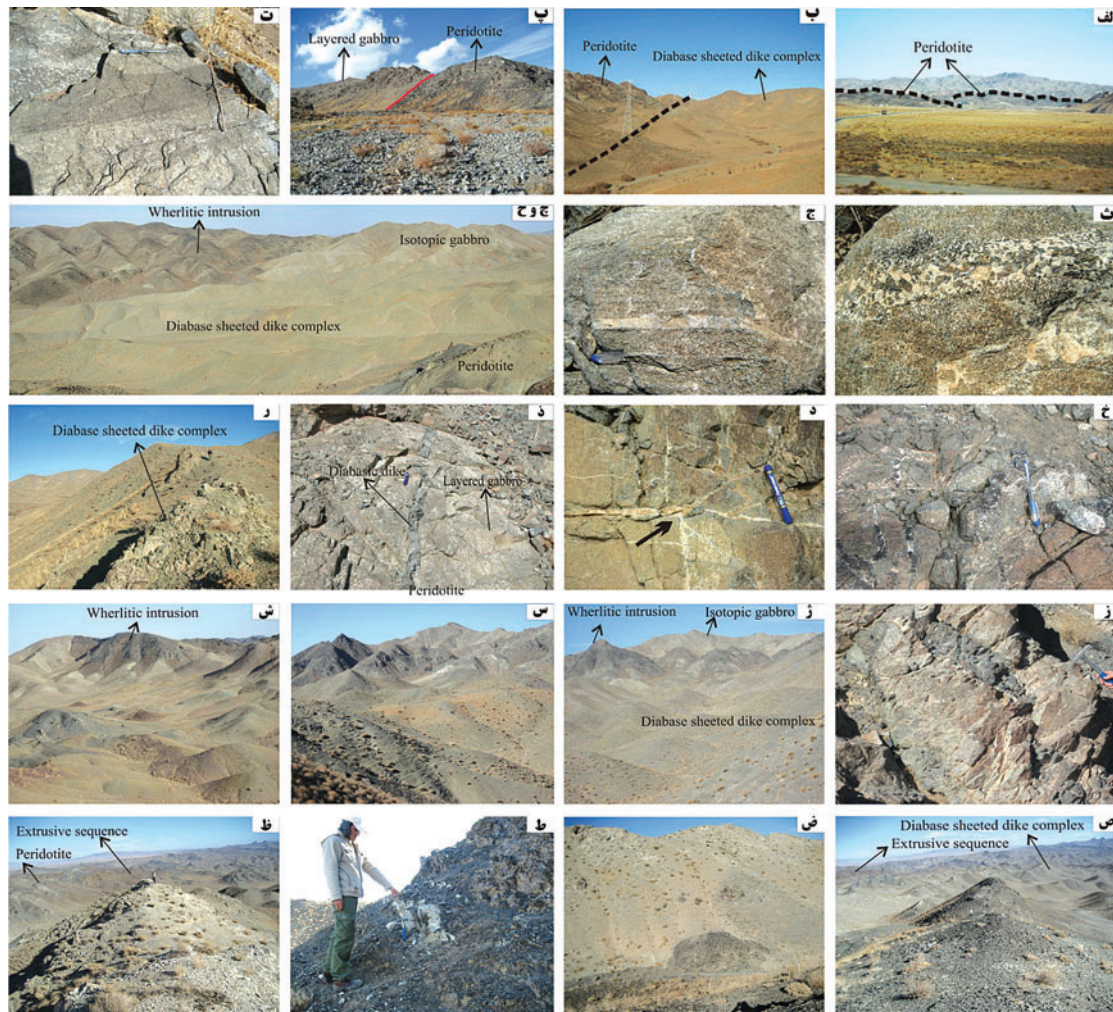


ادامه شکل ۵



شکل ۶- موقعیت نمونه‌های تجزیه شده در نمودارهای زمین‌ساختی- ماگمایی مختلف، توضیح بیشتر در متن داده شده است.

پلیت ۱



عکس‌های انتخابی روی زمین، الف) چشم‌انداز راه دور از کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی در شمال قره‌قلی که روی پریدوتیت‌ها رانده شده‌اند؛ ب) رانندگی پریدوتیت‌ها روی کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی در شمال خاوری باغ‌جر؛ پ) پریدوتیت‌های به رنگ تیره‌تر که با همبری تکتونیزه در زیر گابروهای لایه‌ای و کومولیتی جنوب باختری سلیمانیه رخنمون دارند؛ ت) لایه‌بندی ماگمایی در گابرو کومولیتی جنوب باختری سلیمانیه؛ ث) شبه‌سیل‌های پگماتیت گابرو که به موازات لایه‌بندی ماگمایی دیده می‌شوند؛ ج) تشکیل پلاژیوگرانیت در امتداد لایه‌بندی ماگمایی در گابرو لایه‌ای جنوب باختری سلیمانیه؛ چ و ح) برونزد گابرو ایزوتروپ، دایک‌های ورقه‌ای دیابازی و سیل‌های ورلیتی در جنوب کیخسرو؛ خ، د و ذ) به ترتیب رگه‌های پگماتیت گابرو، پلاژیوگرانیت و دایک دیابازی منفرد که گابرو ایزوتروپ را در شمال قره‌قلی قطع کرده‌اند؛ ر) دایک‌های ورقه‌ای دیابازی در شمال قره‌قلی؛ ز) دیاباز درشت و ریزبلور در باختر عوض در کنار هم که نوع ریزبلور به رنگ تیره دیده می‌شود؛ ژ) باختر عوض، رخنمون با راستای خاوری-باختری نفوذی‌های ورلیتی که گابرو ایزوتروپ و دایک‌های ورقه‌ای دیابازی را قطع کرده‌اند؛ س) چشم‌اندازی نزدیک‌تر از منظره پیشین که پهنه‌های دگرسانی به رنگ روشن در کنار نفوذهای ورلیتی دیده می‌شوند؛ ش) نفوذی ورلیتی با کنار لوبه که کمپلکس دایک‌های دیابازی را در خاور قره‌قلی قطع کرده است؛ ص) راستای خاوری-باختری نفوذی ورلیتی در خاور قره‌قلی که افق خاور در فاصله دور مشخص است؛ ض و ط) پلاژیوگرانیت به صورت توده کوچک و یا دایک‌های به موازات هم که ورلیت را قطع کرده‌اند و ظ) راستای خاوری-باختری پلاژیوگرانیت که افق خاور از دور مشخص است.

پلیت ۲

عکس‌های میکروسکوپی انتخابی از مقاطع میکروسکوپی؛ الف) ساختار کینگ در کانی‌الوین در الوین گابروی جنوب باختری سلیمانیه؛ ب) انکلوزیون‌های الوین و کلینوپروکسن در پلاژیوکلاز از الوین گابروی جنوب باختری سلیمانیه که پلاژیوکلاز ماکل سرنیزه‌ای دارد؛ پ) انکلوزیون‌های الوین گابروی درون کلینوپروکسن از الوین گابروی جنوب باختری سلیمانیه؛ ت) انکلوزیون‌های الوین و کلینوپروکسن در ارتوپروکسن؛ ج) بافت هتراد کومولا در گابرو ایزوتروپ شمال قره‌قلی که در آن آمفیبول به صورت پوششی پلاژیوکلاز را دربرگرفته است؛ چ) بافت مزوکومولا در گابرو ایزوتروپ قره‌قلی که کلینوپروکسن در لا به‌لای پلاژیوکلاز تشکیل شده است؛ ح) گابرو فولیه در شمال قره‌قلی؛ خ) بافت هتراد کومولا در گابرو فولیه؛ د) دیاباز پورفیریک در شمال قره‌قلی؛ ذ) دیاباز ریزبلور در شمال قره‌قلی؛ ر) کوارتز دیاباز در شمال قره‌قلی؛ ز) درلیت با بافت هتراد کومولا؛ ژ) بافت میکروگرانولار در پلاژیوگرانیت و س) بافت اینترگرانولار در دایک میکروگابرویی



کتابنگاری

- ادهمی، ف.، ۱۳۷۶- مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی افیولیت‌های منطقه باغ‌جر (سبزوار)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم. سهندی، م.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ سبزوار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شیعیان، ک.، ۱۳۷۸- مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی منطقه افیولیتی جنوب کیخسرو سبزوار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- مجددی، ح.، ۱۳۷۸- نقشه و گزارش زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ سبزوار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مصلحی، ز.، ۱۳۸۳- کانی‌شناسی و پترولوژی رودنیت‌های بخشی از افیولیت‌های سبزوار (مناطق باغ‌جر و سلیمانیه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین.

References

- Alabaster, T., Pearce, J. A. & Malpas, J., 1982- The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex, Contrib. Mineral. Petrol., 81, 168-183.
- Alavi-Tehrani, N., 1976- Geology and petrography in the ophiolitic range NW of Sabzevar (NE-Iran) with special regard to metamorphism and genetical relations in an ophiolite suite. 147 pp.

- Ayers, J., 1998- Trace element modeling of aqueous fluid peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zone. *Contrib. Mineral. Petrol*, 132, 390-404.
- Beard, J. S., 1986- Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: Implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis, *Geology*, 14 (10), 848-851.
- Bogoch, R., Avigad, D. & Weissbrod, T., 2002- Geochemistry of the Quartz diorite granite association, Roded area, southern Israel. *Journal of African earth sciences*. Vol, 35, pp: 51-59.
- Cameron, W. E., Nesbit, E. G. & Dietrich, V. J., 1980- Petrographic dissimilarities between Ophiolite and ocean floor basalts. In Panayiotou, A. (ed), *Ophiolites*, Proc. Intl.Oph. Sympo. Cyprus1979, 182- 192.
- Chung, S. L., Wang, K. I., Carwford, A. J., Kamenetsty, V. S., Chen, C. H., Ian, C. & Chen, C. H., 2001- High mg Potasic rocks from Taiwan, *Lithos*, 92, 153-170.
- Church, W. R. & Riccio, L., 1977- Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland: Polycyclic cumulate sequences in ophiolites and their classification. *Can. J. Earth Sci.* 14, 1156- 1165.
- Crawford, A. J., Falloon, T. J. & Green, D. H., 1989- Classification, petrogenesis, and tectonic setting of boninites, in *Boninites and Related Rocks*, edited by A. J. Crawford, pp. 2-49, Unwin Hyman, Boston, Mass.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. & Bourdon, B., 1997- Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *J. Geophys. Res.* 102, pp.14991–15019.
- Emami, M. H., Sadegi, M. M. & Omrani, S. J., 1993- Magmatic map of Iran, Scale 1:1000,000 Geological Survey and Mining Expbration of Iran.
- Ernewein, M., Pflumio, C. & Whitechurch, H., 1988- The death of an accretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail Ophiolite (Oman), in *The Ophiolites of Oman*, edited by F. Boudier and A. Nicolas, *Tectonophysics*, 151, 247-274.
- Hebert, R. & Laurent, R., 1990- Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos Ophiolite: New constraints for genesis of arc-related ophiolites, in *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues: Proceedings of the Symposium "Troodos 1987"*, edited by J. Malpas, E.M. Moores, A. Panayiotou, and C. Xenophontos, pp. 149-163, *Geol. Surv. Dep.*, Nicosia, Cyprus.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F. & Tarney, J., 1984- Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce anomalous basalts Fro the Mariana Islands. *Journal of Geological Society of London* 141, 453–472.
- Hunter, R. H., 1996- *Texture Development in Cumulate Rocks*. Department of Earth Sciences, University of Liverpool, Brownlow Street, Liverpool, L 69 3 BX, U.K.
- Ishikawa, A., Kaneko, Y., Kadarusman, A. & Ota, T., 2007- Multiple generations of forearc mafic-ultramafic rocks in the Timor-Tanimbar ophiolite, eastern Indonesia. *Gondwana Research* 11, 200–217. doi:10.1016/j.gr.2006.04.007.
- Juteau, T. & Maury, R., 2009- La crout Océanique, Pétrologie et Dynamique Engogene. *Société Géologique de FRANCE* Vuibert. Paris, Cedex 13.
- Juteau, T., Ernewein, M., Reuber, I., Whitechurch, H. & Dahl, R., 1988a- Duality of magmatism in the plutonic sequence of the Sumail nappe, Oman. *Tectonophysics*, 151, 107-135.
- Knipper, A. & Ricou, L. E., 1986- Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan Ocean. *Tectonophysics*, 123, P. 213- 40.
- Kocak, K., Isıka, F., Arslanb, M. & Zedef, V., 2005- Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbros from the Aksaray and Kayseri regions, central Anatoliant crystalline complex, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 25, 883–891.
- Lensch, G. & Davoudzadeh, M., 1982- Ophiolites in Iran, *N. Jb. Geol. Mh.* 5, 306-320.
- Middlemost, E. A. K., 1985- *Magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology*, Longman, London.
- Miyashita, S. & Adachi, Y., 2003- Along-axis magmatic system in the northern Oman ophiolite: Implications of compositional variation of the sheeted dike complex. *An Electronic journal of the Earth Sciences*. Volume 4, Number 9, 8617, doi:10.1029/2001GC000235. ISSN: 1525-2027.
- Mullen, E. D., 1983- $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62, 53±62.
- Nagudi, N. O., Koberl, C. H. & Kurat, G., 2003- Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda and implications for its origin. *Journal of African earth sciences*. Vol, 35, pp: 51-59.
- Nicolas, A. & Boudier, F., 2009- Subsidence in magma chamber and the development of magmatic foliation in Oman ophiolite gabbros. *J. Earth and Planetary Science Letters* 284, P. 76–87.
- Nicolas, A., 1989- Structures of ophiolites and dynamic of oceanic lithosphere. PP 223–253.
- Noghreyan, M. K., 1982- Evolution géochimique, minéralogique, et structurale dun edifice ophiolitique singulier: Le massif de Sabzevar (Partie centrele), NE del Iran. *These es Sci, Univ. de Nancy I, France*. 239 p.
- Parlak, O., Delaloye, M. & Bingöl, E., 1996- Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey). *Geol. Rundsch.* 85, 647–661.
- Parlak, O., Höck, V. & Delaloye, M., 2000- Suprasubduction zone origin of the Pozantl-Karsantl Ophiolite (southern Turkey) deduced from whole-rock and mineral chemistry of the gabbroic cumulates. *Geological Society, London, Special Publications* 2000; v. 173; p. 219-234.
- Parlak, O., Höck, V. & Delaloye, M., 2002- The supra-subduction zone Pozanti-Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates. *Lithos*, 65, 205– 224.

- Pearce, J. A. & Cann, J. R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290 – 300.
- Pearce, J. A., 1996- A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A., (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*, Geological Association of Canada, Short Course Notes No. 12, pp. 79–113.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. & Roberts, S., 1984- Characteristics and tectonic significance of supra- subduction zone ophiolite. In Kokelaar, B. P. and Howells, M. F. (eds.), *Marginal Basin Geology*, Geo. Soc. Sp. Publ 16, 77-94.
- Robinson, P. T. & Malpas, J., 1990- The Troodos ophiolite: New perspective on its origin and emplacement, in *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues: Proceedings of the Symposium "Troodos 1987"*, edited by J. Malpas, E. M. Moores, A. Panayiotou, and C. Xenophontos, pp. 13-26, Geol. Surv. Dep., Nicosia, Cyprus.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. & Moin Vaziri, H., 2009- Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. 26-34.
- Sadredini, E., 1974- Geologie und petrographie in Mittel teil des ophiolith zuges nordlich sabzevar. These universite Saarbrucken.
- Saunders, A. D. & Tarney, J., 1984- Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basin. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Eds.), *Marginal basin geology*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 16: 59-76.
- Serri, G., 1981- The petrochemistry of ophiolitic gabbroic complexes: A key for the classification of gabbroic cumulates into low-Ti and high-Ti type. *Earth Planet. Sci. Lett.* 52, 203-212.
- Shelley, D., 1993- *Igneous and Metamorphic rocks under the microscope*, Chapman and Hall, London.
- Shervais, J. W., 1982- Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59(1), 101-118.
- Shojaat, B., Hassaniapak, A. A., Mobasher, K. & Ghazi, A. M., 2002- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central IRAN. *Journal of Asian Earth Sciences* 21 (2003) 1053-1067.
- Srivastava, R. K., Chandra, R. & Shastry, A., 2004- High-Ti type N-MORB arentage of basalts from the south Andaman ophiolite suite, India. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci)*, 113, no. 4, December 2004, pp. 605-618.
- Stern, R. J., Kohut, E. J., Bloomer, S. H., Leybourne, M., Fouch, M. & Vervoot, J., 2006- Subduction factory processes beneath the Guguan cross-chin, Mariana Arc: no role for sediments, are serpentinites important? *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 151 (2), 202-221. doi:10.1007/s00410-005-2.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran. *Areview. AAPG Bull.* No: 52.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and Isotopic Systematics of Ocean Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42. Blackwell, Oxford, pp. 313–346.
- Taylor, B. & Martinez, F., 2003- Back-arc basine basalt systematics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210, 481-497.
- Tian, L., Castillo, P. R., Hawkins, J. W., Hilton, D. R., Hanan, B. B. & Piatruszka, A. J., 2008- Major and trace element and Sr–Nd isotope signatures of lavas from the Central Lau Basin: Implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178, 657–670.
- Vaziri-Tabar, F., 1976- Geologie und petrographie der ophiolithe und ihrer Vulknosedimentaren Folgeprodukte im Ostteil des Bergzuges nordlich Sabzevar/Iran, These unive. Saarbrucken.
- Wager, L. R. & Brown, G. M., 1968- *Layered igneous rocks*. Edinburgh: Oliver and Boyd, 588 p.
- Wager, L. R., 1963- The mechanism of adcumulus growth in the Layered Series of the Skaergaard Intrusion. *Spec. PaP. Mineral. Soc. Amer.* 1, 1-19.
- Wager, L. R., Brown, G. M. & Wadsworth, W. J., 1960- Types of igneous cumulate. *J. Petrology* 1, p 73- 85.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1976- Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Scientific Letters* 28, 459–469.
- Winter, J. D., 2001- *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prenticehallinc. upper Saddle River, New Jersey .p. 697.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50(1), 11-30.
- Yamasaki, T., Maeda, J. & Mizuta, T., 2006- Geochemical evidence in clinopyroxenes from gabbroic sequence for two distinct magmatisms in the Oman ophiolite. *J. Earth and Planetary Science Letters* 251, P. 52–65.
- Yumul, G. P. J. R., 1996- Riewew of the geochemistry of mid ocean ridge and supra–subduction zone ophiolites: comparison and discussion, Vol. LI,nos. 1&2, pp. 3-36 *Journal of the Geological Society of the Philiphines*.
- Yunpeng, D. & Bingquan, Z., 2000- Characteristics of the island-arc pillow lavas from southeast Yunnan Province, and its tectonic implications for Paleo-Tethys in South China. *Chinese Science Bulletin* Vol. 45 No. 8.